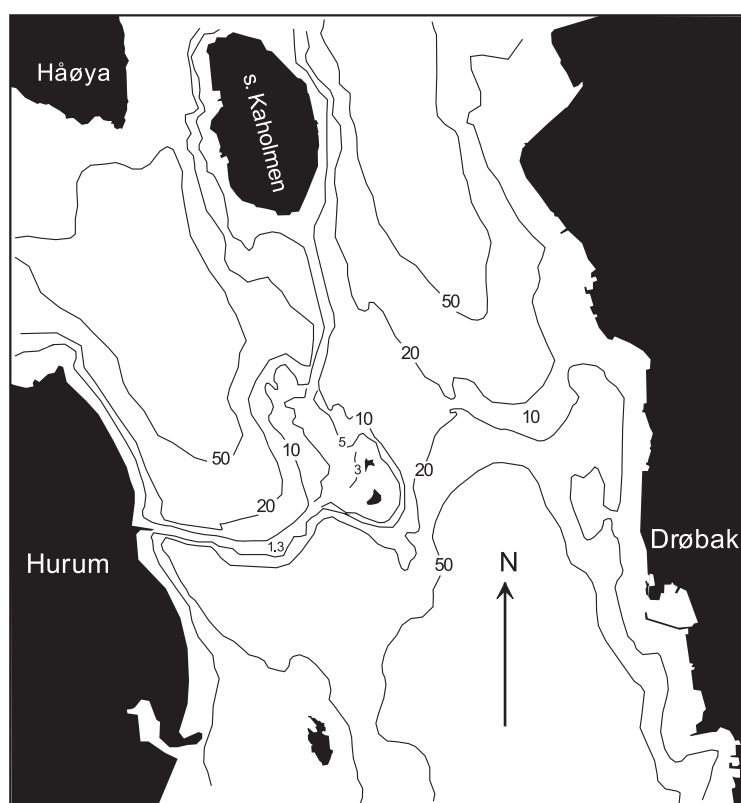


# NIVA



## RAPPORT LNR 4500-2002

# Utredning av konsekvenser for vannutskiftningen i indre Oslofjord ved utvidelsen av skipsleden over Drøbakerskelen



**Hovedkontor**

Postboks 173, Kjelsås  
0411 Oslo  
Telefon (47) 22 18 51 00  
Telefax (47) 22 18 52 00  
Internet: www.niva.no

**Sørlandsavdelingen**

Televeien 3  
4879 Grimstad  
Telefon (47) 37 29 50 55  
Telefax (47) 37 04 45 13

**Østlandsavdelingen**

Sandvikaveien 41  
2312 Ottestad  
Telefon (47) 62 57 64 00  
Telefax (47) 62 57 66 53

**Vestlandsavdelingen**

Nordnesboder 5  
5005 Bergen  
Telefon (47) 55 30 22 50  
Telefax (47) 55 30 22 51

**Akvaplan-niva**

9296 Tromsø  
Telefon (47) 77 75 03 00  
Telefax (47) 77 75 03 01

Tittel Utredning av konsekvenser for vannutskiftningen i indre Oslofjord ved utvidelse av skipsleden over Drøbakerskelen . .	Løpenr. (for bestilling) 4500/2002	Dato 25.2.2002
	Prosjektnr.    Udernr. 21312	Sider        Pris 28
Forfatter(e) Anders Stigebrandt, Ancylus Jan Magnusson, NIVA	Fagområde RÅ	Distribusjon Fri
	Geografisk område AKE/BUS	Trykket NIVA

Oppdragsgiver(e) Kystverket 1. distrikt, Arendal	Oppdragsreferanse Odd Tobiassen
---	------------------------------------

**Sammendrag**

Kystverket planlegger en utvidelse av skipsleden over Drøbakerskelen. Et område på vestsiden av Drøbakgrunnen skal mudres for å øke farledens bredde mellom 6 – 14 meters dyp. Sammenlagt 231 m<sup>2</sup> av tversnittet skal fjernes. Dette vil påvirke vannutskiftningen gjennom sundet og vertikalturbulensen i Vestfjorden vil avta med ca. 2 %. Dette vil føre til lenger oppholdstid på Vestfjordens dypvann og noe dårligere vannkvalitet. Problemet kan unngås ved at tversnittsarealet bibeholdes ved å fylle opp tilsvarende areal f.eks. på grunnområdet på Drøbaksjeteen. Derved skulle mer vann tvinges gjennom hovedløpet noe som vil gi en positiv effekt på dypvannsfornyelsen i Vestfjorden. Alternativt kan også bunnen øst av småskjær brukes. Rapporten diskuterer også en planlagt åpning i jeteen for småbåter. En slik åpning må også kompenseres slik at dagens totale tversnittsareal ikke forandres.

Fire norske emneord 1.        Terskel forandringer 2.        Vannutskiftning 3.        Indre Oslofjord 4.	Fire engelske emneord 1.        Sill changes 2.        Water exchange 3.        Inner Oslofjord 4.
---	--

O-31312

Utredning av konsekvenser for vannutskiftningen i indre  
Oslofjord ved utvidelse av skipsleden over  
Drøbacterskelen

## Forord

Kystverket 1 distrikt i Arendal ga Norsk institutt for vannforskning i oppdrag å foreta en vurdering av hva fjerning av masser på Drøbaksterskelen vil bety for vannutskiftningen i indre Oslofjord (brev av den 19.10.01). I tillegg skal det også gjennomføres en biologisk kartlegging av deler av området. I denne rapporten behandles de fysiske forhold. Det er her også tatt hensyn til resultatene fra de biologiske undersøkelsene.

Oslo, 25.2.2002

*Jan Magnusson*

---

# **Innhold**

<b>Sammendrag</b>	<b>5</b>
<b>1. Innledning.</b>	<b>9</b>
<b>2. Problemstilling.</b>	<b>14</b>
2.1 Problembeskrivelse og beregninger.	14
2.1.1 Topografi.	14
2.1.2 Beregninger.	16
2.1.3 Scenarie 1.	18
2.1.4 Scenarie 2.	19
2.1.5 Scenarie 3 ("null-løsning")	19
2.1.6 Scenarie 4 - åpning en del av jeteen for småbåttrafikk.	20
2.1.7 Implikasjoner på de praktiske løsninger ut fra observerte biologiske forhold i området.	20
<b>3. Litteratur</b>	<b>21</b>
<b>Vedlegg A. Calculations of water exchange.</b>	<b>22</b>
<b>Vedlegg B. Energy transfer to internal tides</b>	<b>27</b>

## Sammendrag

En planlagt utvidelse av skipsleden over Drøbakerskelen mellom 6-14 meters dyp på vestsiden av Drøbakgrunnen vil øke tverrsnittsarealet i sundet med ca. 3 %. Terskeldypet vil ikke bli forandret. Hvis denne forandring gjennomføres er det også tenkt å kunne grave en kanal for mindre båter gjennom Drøbakjeteen. Størrelsen på denne er ikke avgjort men er skissert til ca. 50 meters bredde og 4 meters dybde.

En økning av tverrsnittsarealet vil gi noe bedre vannutskiftning i indre Oslofjordens overflatelag og derved også noe bedre vannkvalitet. Imidlertid vil tidevannsstrømmen bli noe redusert gjennom sundet. Tidevannsstrømmens styrke er avgjørende for dannelsen av indre bølger og tilførsel av turbulent energi til Vestfjordens dypvann. Gjennom denne energitilførsel blandes lettere vann fra fjordens overflatelag med tyngre dypere vann i bassenget med en nettoeffekt av avtakende egenvekt på dypvannet gjennom en stagnasjonsperiode.

Denne prosessen er avgjørende for dypvannfornyelsen i Vestfjorden, som er en årlig foreteelse. Ved dypvannsfornyelsen tilføres fjorden oksygenrikt vann fra ytre Oslofjord. Samtidig skjer det en tilførsel av oksygenforbrukende stoff fra kommunal kloakk og det er forholdet mellom den lokale belastningen og tilført mengde oksygen ved dypvannsfornyelsen som avgjør oksygenforholdene i fjordens dypvann. Gjennom rensetiltak har kommunene redusert oksygenforbruket i Vestfjordens dypvann. Tidligere var oksygenkonsentrasjonen så lav at bl.a. forekomsten av reker var sterkt redusert eller til tider fraværende på de tradisjonelle trålefeltene i nordre del av fjorden. Etter at rensetiltakene er gjennomført er det igjen reker på disse felten, da oksygenkonsentrasjonen har økt.

Skulle dypvannfornyelsen forverres ville oksygenkonsentrasjonen til tider bli lavere og vannkvaliteten og levekårene for dyrene i fjordens dypvann forverres. Det er derfor det er viktig å beholde størrelsen og frekvensen av dypvannsfornyelsen.

Den planlagte økningen av tverrsnittsarealet på Drøbakerskelen vil ha en negativ effekt på dypvannsfornyelsen. Den er beregnet til å bli redusert i gjennomsnitt med ca. 2 %. Enkelte år kan det bli mer. For å unngå dette anbefales en null-løsning. Ved å fylle ut andre deler av terskelområdet slik at terskelområdets totale gjennomstrømningsareal beholdes vil dypvannfornyelse kunne bevares på dagens nivå. En virkelig null-løsning ville være at fylle ut på samme dyp som masse fjernes.

Undersøkelse av de biologiske forhold i deler av terskelområdet har vist at vestsiden av bunnen på Drøbaksgrunnen var det svært lite flora og fauna, særlig på dyp større enn 10 meter, men det resterende området (bl.a. østsiden av grunnen) hadde en rik flora og fauna. Det er derfor ikke å anbefale at østsiden av Drøbakgrunnen blir brukt til null-løsningen (deponering av masse). I stedet kan området øst for Småskjær brukes.

En alternativ løsning er å velge å fylle ut på toppen av selve jeteen tilsvarende det tverrsnittsareal som bli muddret i skipsleden.

Ved å fylle ut på Drøbakjeteen vil en større vannmengde tvinges gjennom sundets hovedløp og mer energi tilføres fjordens dypvann. Dette skulle gi en noe redusert vannutskiftning i overflatelaget, men en noe forbedret dypvannsfornyelse og således bedre vannkvalitet i dypvannet.

På tilsvarende måte kan en åpning for småbåter i jeteen løses, gjennom å fylle ut andre deler på selve jeteen slik at totalarealet for gjennomstrømningen over jeteen blir uforandret (en kunstig øy f.eks.).

Velges en løsning der hele tversnittøkningen i skipsleden og mindre åpning i jeteen for fritidsbåter kompenseres ved å bygge opp tilsvarende areal på toppen av jeteen, bør det foretaes en vurdering hvorvidt det bør gjennomføres en simulering av endrede horisontalt strømmønster. Det er ikke sikkert at det blir nødvendig å gjennomføre denne analysen. Ved å velge null-løsning i selve skipsleden og bare ta ut en kanal gjennom jeteen på 50 meters bredde og 4 meters dyp, samt kompensere for dette uttak ved å bygge opp andre deler av jeteen slik at tversnittsarean (mellom Småskjær og Hurumlandet) blir uforandret, vil en simulering av forandret horisontalt strømmønster ikke være hensiktsmessig grunnet usikkerheten i modellresultater på så små forandringer.

## Summary

Title: Evaluation of the effects of widening the fairway across the Drøbak Sill upon the water exchange of the inner Oslofjord.

Year: 2002

Author: Anders Stigebrandt and Jan Magnusson

Source: Norwegian Institute for Water Research, ISBN No.: ISBN 82-577-4150-7

Kystverket 1 district (Norwegian National Coastal Administration in Arendal) is planning to widen the sailing area at the entrance to the inner Oslofjord at the Drøbak sill. The total increase in the vertical cross-sectional area will be about 3%. Most of the dredging will be done between 6-14 meters depth on the Western slope of the Drøbakgrunnen.

There are also plans to dredge a channel for smaller boats through the Drøbak jetty, approximately 50 meters wide and 4 meters deep.

Increasing the area over the sill will slightly increase the surface water transport through the sound. However, the tidal current speed will decrease. The changes are small, but important, as the strength of the tidal current is essential for generating turbulence in the deep water by tidal generated internal waves behind the sill. The turbulence mixes deep water in the Vestfjord with lighter surface water, thus decreasing the density of the deep water in the fjord between deep-water renewals.

The slowly decreasing density in the deep water of the Vestfjord, increases the possibility for deep water renewal with heavier water from the outer Oslofjord. This process provides the main supply of oxygen to the Vestfjord. After a deep-water renewal, the oxygen concentration decreases when organic matter (mainly phytoplankton and organic matter from sewage outlets) is decomposed. Building sewage treatment plants has reduced the organic load on the fjord, and thus decreased the oxygen consumption in the deep water of the Vestfjord. As animal life is dependent on oxygen, this has improved the environmental conditions. A decrease of the water renewal would counteract this development and should be avoided. Thus it is important to keep the density reduction and the generating forces at today's level.

The dredging at the sill is estimated to reduce the mean tidally generated turbulence with about 2 %. Some years this effect could be larger. This could be avoided by applying a zero solution. A zero solution means that after dredging the total cross-sectional area is maintained. There are two possible solutions. A real zero solution is to move the masses from the West side of the Drøbakgrunnen to the same depths at other sites in the channel. Another solution is to redistribute the masses (or use another material) on top of the Drøbak jetty (artificial island). This will force more water thorough the main channel, increasing the tidal current and thereby the deep water turbulence, leading to a slightly better deep-water exchange.

A new channel for smaller boats through the jetty can built after the same principles, that is to redistribute the material to other places on the jetty, thus keeping to total area the same as before the dredging.

Biological investigations in some parts of the area show rather poor flora and fauna in the dredging area on the West slope of the Drøbaksgrunnen, especially at depths deeper than 10 meters. The remaining area (the east slope) is however rich in flora and fauna. This implies that depositing of dredged masses should be avoided here. The area east of Smæskjær is to be preferred.

If the zero solution with area compensation on top of the jetty is chosen, one should evaluate if it is necessary to simulate horizontal current changes. If however, the jetty dredging for small boats is placed on top of the jetty only, and the remaining compensation is kept east of Småskjær, there is no

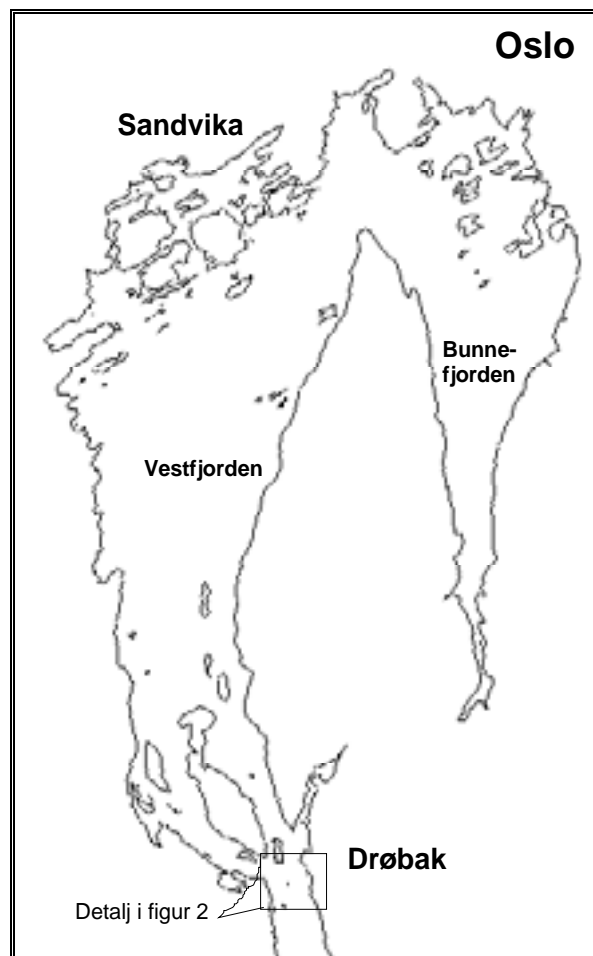


further need to evaluate changes in the horizontal current field, as expected changes are too small to be evaluated in existing models.

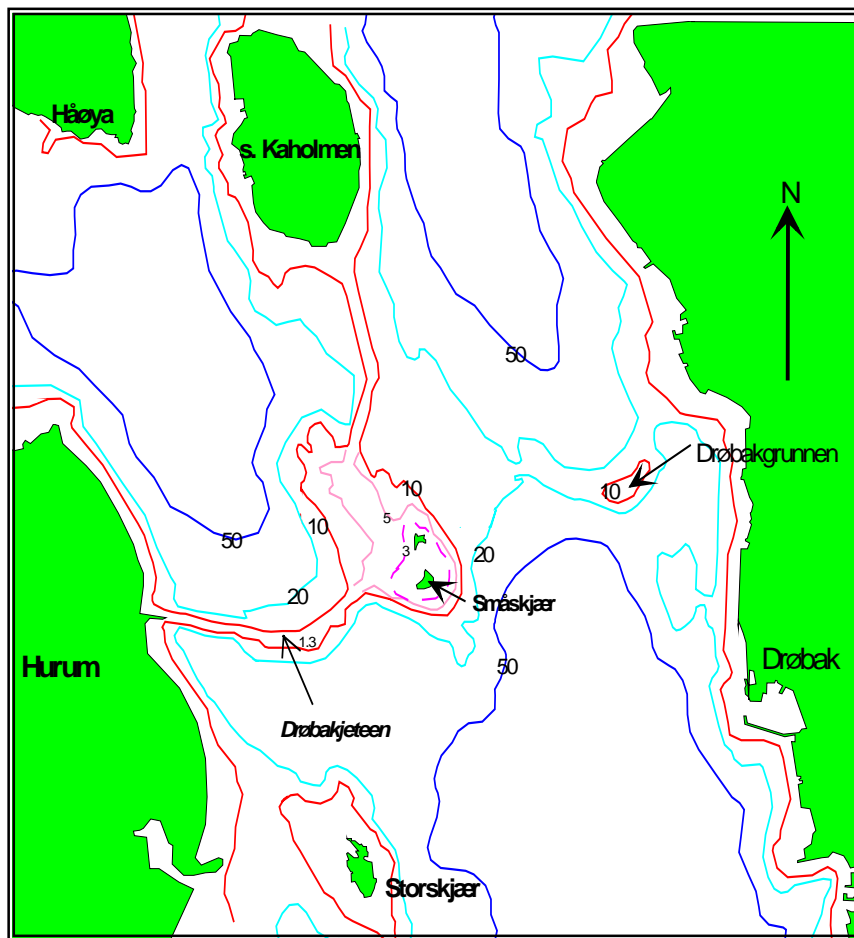
# 1. Innledning.

For å forbedre seilingsleden i Drøbaksundet ønsker Kystverket å fjerne løsmasser på vestsiden av Drøbaksgrunnen. Det er planlagt å utdype et areal på 231 m<sup>2</sup> fra 6 meters dyp ned til 15 meters dyp på vestsiden av Drøbaksgrunnen samt et lite område mot Småskjær på 22 m<sup>2</sup> mellom 12 og 14 meters dyp. Den sammenlagte økningen i sundets tversnittsareal blir 253 m<sup>2</sup>. Dette er Kystverkets tall fra Asplan Viak AS. I denne rapporten opereres med noe annerledes (større) tall. Disse er fremkommet ved å ta utgangspunkt i Asplan Viaks tegninger over sundet (*fremlagt på møte høsten 2001*).

Kystverket vurderer også å mudre en åpning i jeten slik at mindre båter (fritidstrafikken) lettere kan passere jeteen. Det er ikke tatt endelig standpunkt til hvor stor eller dyp denne åpningen vil bli, men det er skissert en åpning på ca. 50 meters bredde og 4 meters dyp. Figur 1 viser oversiktskart over fjorden og detaljkart over Drøbaksundet i **Figur 2**.



**Figur 1.** Kart over indre Oslofjord.



**Figur 2.** Kart over Drøbaksundet

Det planlagte masseuttak er forholdsvis beskjedent og kan tenkes å føre til noe bedre vannutskiftning i fjordens overflatelag. Dette skulle i hovedsak ha en positiv effekt på fjordens miljøsituasjon. Imidlertid vil fjerningen av masser også kunne ha andre effekter som kan føre til negative konsekvenser for miljøsituasjonen.

Kommunen omkring indre Oslofjord har i lengre tid investert i rensetiltak for å begrense de negative effektene av overgjødning fra kommunal kloakk. Fjerning av næringssalter og organisk stoff i renseanlegg har ført til at fjorden nå mottar betydelig mindre forurensninger enn tidligere (**Figur 3**). I fjorden har siktedypet økt og planteplankton-biomassen avtatt sommerstid. Dette har i sin tur hatt positive effekter på flora og fauna i fjordens gruntvannsområder. Også belastningen på dypvannet har avtatt, noe som har ført til mindre oksygenforbruk enn da utslippene var som størst. Oksygenkonsentrasjonen i Vestfjorden har derved økt og det forekommer nå reker på trålefeltene i nordre og midtre Vestfjorden, noe som ikke var tilfelle på 1970-tallet (Magnusson m.fl., 2000).

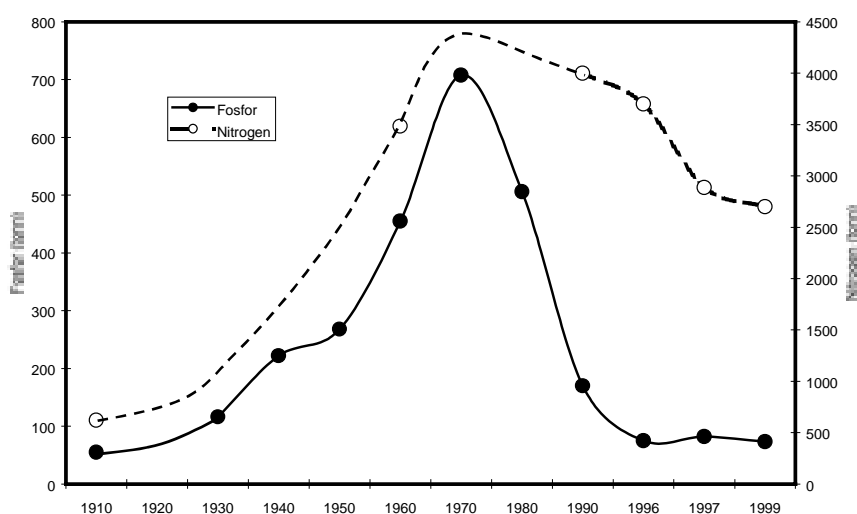
Oksygenkonsentrasjonen i fjordens dypvann påvirkes av mengden forurensninger som tilføres, men også av at fjorden med regelmessige mellomrom får tilført nytt oksygenrikt dypvann fra Drøbaksundet og ytre Oslofjord. Vannutskiftningen begrenses av den trange terskelen ved Drøbak, som er 19.5 meter dyp på sitt dypeste. Videre innover fjorden er det flere terskler og topografisk begrensede bassenger, den viktigste ligger på ca. 50 meters dyp og mellom Bunnefjorden og Vestfjorden. (**Figur 4**). Vestfjorden får normalt sitt dypvann fornyet hver vinter, mens Bunnefjorden har en dypvannfornyelse omtrent hvert 3. år.

**Figur 5** viser hvordan oksygenkonsentrasjonen har variert fra 1973-2001, med relativt høye konsentrasjoner vinterstid og lavere utover sommer og høst. Sammenlignes oksygenkonsentrasjonen i Vestfjorden med Bunnefjorden på omtrent samme dyp (**Figur 6**), er dels konsentrasjonen i Bunnefjorden noe lavere, men det skjer ikke noen regelmessig økning vinterstid i Bunnefjorden som i Vestfjorden. Dette skyldes forskjell i dypvannsfornyelsen mellom Bunnefjorden og Vestfjorden.

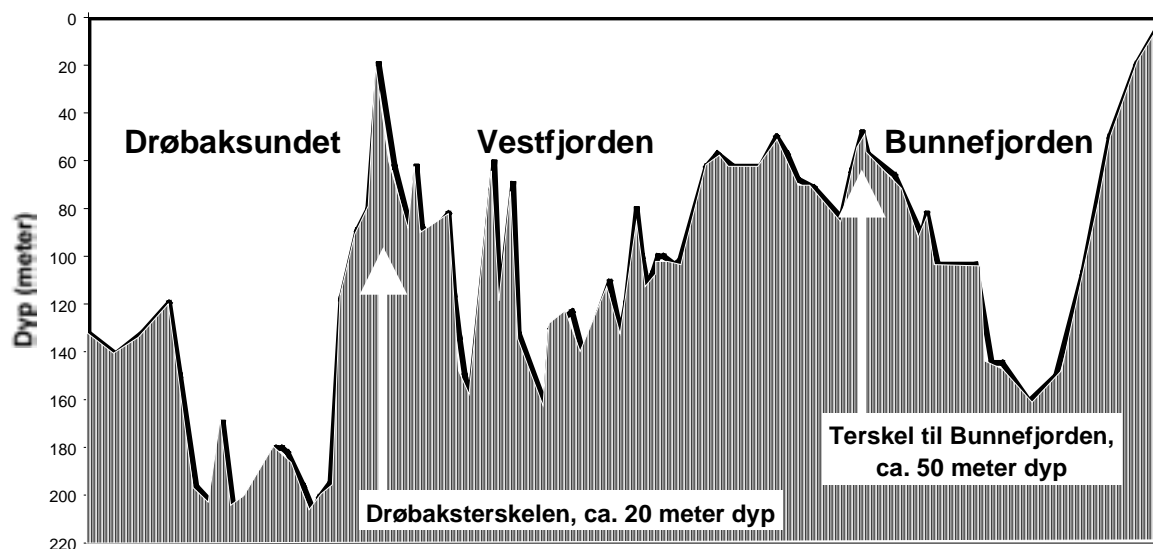
For å få inn nytt dypvann til fjorden må tyngre vann strømme inn over terskelen ved Drøbak. Tyngre vann på utsiden av Drøbak forekommer ofte vinterstid i samband med nordlige vinder over området. Vindene skyver ut lettere overflatevann og dypere tyngre vann strømmer inn i ytre Oslofjord og opp mot overflaten ved Drøbak. Det "nye" vannet strømmer inn over terskelen og ned i Vestfjordens dypbassenger- hvis det er tyngre enn det "gamle" bassengvannet. Når Vestfjorden er blitt fylt med nytt bunnvann opp til terskelnivå for Bunnefjorden (ca. 50 meters dyp) vil vannet strømme videre innover i Bunnefjorden og kunne danne nytt dypvann også her.

Den årlige dypvannsfornyelse i Vestfjorden skyldes dels nærheten til Drøbak, men skyldes også at egenvekten på dypvannet i Vestfjorden avtar mye raskere i løpet av et år sammenlignet med dypvannet i Bunnefjorden (**Figur 7**). Reduksjonen av egenvekten i Vestfjordens dypvann øker sannsynligheten for få tyngre vann over terskeldyp ved Drøbak, som kan danne nytt dypvann.

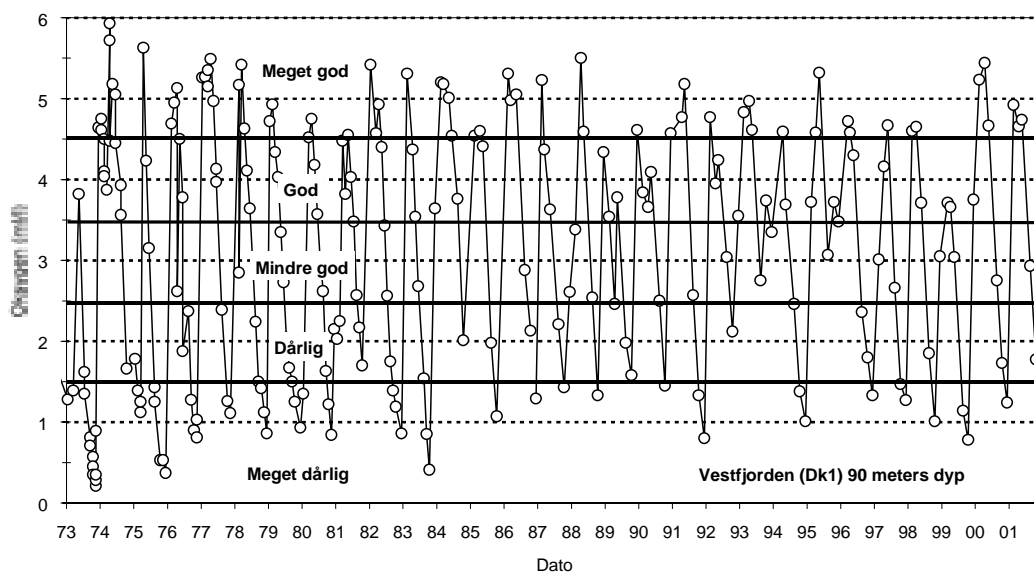
Den raskere egenvektsminskningen i Vestfjorden skyldes at fjorden har større turbulent omblending i dypvannet enn Bunnefjorden. Ettersom det er saltholdigheten som regulerer dypvannets egenvekt, betyr dette at dypvannet i Vestfjorden tilføres ferskvann i høyere grad enn dypvannet i Bunnefjorden. Denne blandingsprosess drives av tidevannet (Stigebrandt, 1976). Tidevannet ved Drøbaksterskelen overfører energi til indre bølger (bølger i sjiktningen mellom overflatelag og dypvann). Bølgene overfører i sin tur energien til turbulente blandingsprosesser. Energioverføringen øker med økende hastighet på tidevannet over terskelen, som i sin tur er bestemt av tverrsnittsarealet. En økning av dette arealet vil således gi lavere tidevannshastigheter og derved dårligere omblending i dypvannet, som i sin tur vil medføre at egenvekten vil avta langsommere. Dypvannustkiftningen vil derved bli dårligere. Dette er en av årsakene til at Bunnefjorden har dårligere dypvannsfornyelse enn Vestfjorden, ettersom nesten all energi som genereres av tidevannet dissiperer i Vestfjorden, bl.a. ved at de indre bølger bryter når de treffer hellende bunn langs strendene i Vestfjorden.



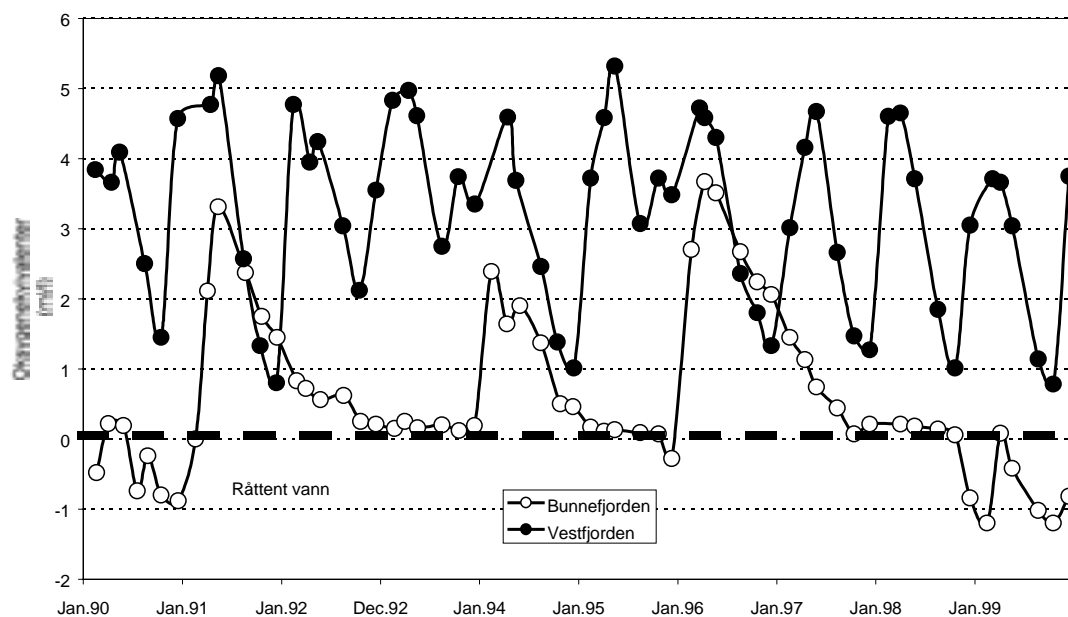
**Figur 3.** Beregnede tilførsler av fosfor og nitrogen til indre Oslofjord 1910-1999.



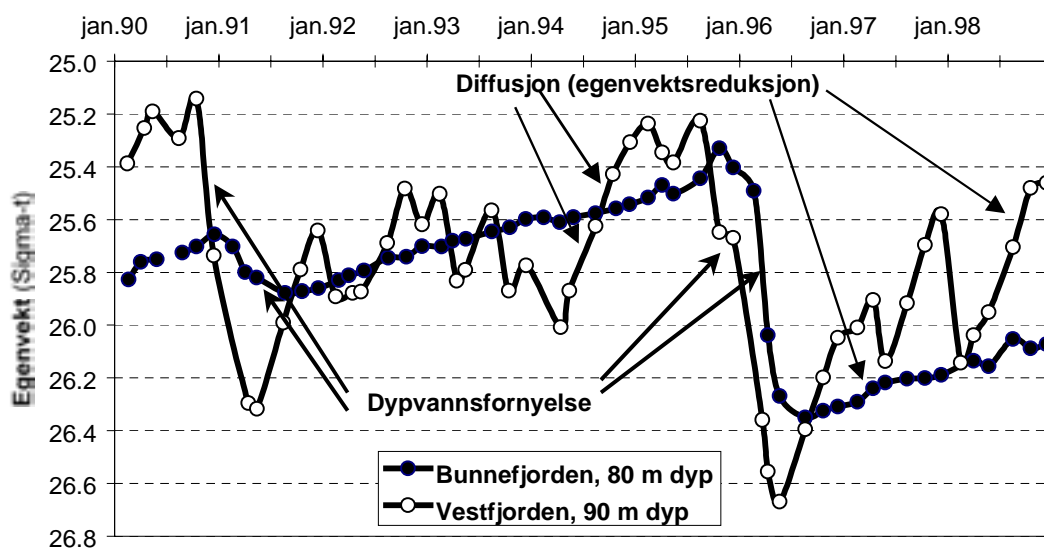
**Figur 4.** Langsgående dypbdeprofil av indre Oslofjord.



**Figur 5.** Oksygenkonsentrasjonen i Vestfjorden (Dk1) på 90 meters dyp 1973-2001. Klassifisering av tilstand etter Statens forurensningstilsyns klassifiseringsystem (SFT) for miljøkvalitet i fjorder (Molvær m.fl., 1997). Ut fra eldre observasjoner har NIVA foreslått egne mål for oksygenkonsentrasjonen i Vestfjorden. Laveste mål sammenfaller med SFT's grense mellom dårlig og meget dårlig tilstand.



**Figur 6.** Oksygenkonsentrasjonen i Vestfjorden (Dk1) 90 meters dyp og i Bunnefjorden (Ep1) 80 meters dyp.



**Figur 7.** Eigenvekten (Sigma-t) i Vestfjorden (90m dyp) og Bunnefjorden (80m dyp) 1990-98. Figuren viser at egenvekten i vestfjorden varierer årlig, vekslende mellom perioder med avtakende egenvekt (diffusjon, vår til høst) og økende egenvekt (dypvannsfornyelser, vinter). Sigma-t = (egenvekten – 1)\*1000.

## 2. Problemstilling.

Denne rapporten skal gi svar på følgende spørsmål:

Vil det planlagte tiltaket øke eller minske sundets transportkapasitet for dypvannfornyelser?

Hvordan påvirkes vertikaldiffusjonen?

Hvilke forandringer kan tiltaket medføre i vannmassene ned til terskeldyp?

Følgende aktuelle scenarier skal gjennomgåes, med sikte på å besvare de ulike spørsmålene.

1. Dagens situasjon.
2. Situasjonen etter mudringen i hovedløpet mellom Småskjær og Østsiden av Drøbaksundet.
3. Situasjonen etter mudring og kompensasjonsfylling i hovedløpet (nullløsning).
4. Scenarie 2 og 3 med en åpning for småbåter i jeten.

### 2.1 Problembeskrivelse og beregninger.

Fjordens vannmasser kan deles inn i tre sjikt, overflatelag, intermediært lag og dypvann (bassengvann). Overflatelaget er ferskvannspåvirket av det ellevann som renner ut i indre og ytre Oslofjord. Det intermediære lag ligger mellom overflatelag og terskeldypet ved Drøbaksterskelen. Bassengvannet ligger under terskeldyp og står ikke i direkte forbindelse med vannmassene utenfor fjorden. Utskiftning av denne vannmassen skjer når innstrømmende vann med høyere egenvekt enn bassengvannet strømmer inn over terskelen og fortrenger det lettere bassengvannet.

Vannkvaliteten er som beskrevet i kapittel 1 avhengig av vannutskiftningen og størrelsen av tilførte lokale forurensninger når vannkvaliteten på vannet utenfor terskelen er bedre. Den topografiske utformingen av terskelområdet er derfor viktig. Over terskeldyp øker vannforynelsen i prinsippet med økende tvernsnittsareal, dvs. vannkvaliteten bli en funksjon av terskelmunningens bredde. Derfor vil en utgraving av terskelen i Drøbak ha en positiv effekt på overflatevannet i indre Oslofjord.

#### 2.1.1 Topografi.

Drøbaksundets topografi før og etter utgraving av aktuelle områder er beregnet av Asplan Viak A/S for Kystverket. Her er det tatt utgangspunkt i foreliggende tegninger og følgende tall er blitt brukt i denne rapporten. Ettersom østre løp av sundet (1000 – 1550 meter fra Hurumlandet) bøyer av mot nord anslås det effektive tvernsnittsarealet for strømmen til en faktor på 0.8 av den geometriske tvernsnittsarealet. Den totale effektive tvernsnittsarealet for sundet i dag blir 10938 m<sup>2</sup>. **Tabell 1 - Tabell 3** viser topografien i Drøbaksundet i dag (Scenarie 1).

**Tabell 1.** Drøbacterskelens bredde i ulike dyp mellom vestsiden (Hurumlandet) og Småskjær i ulike dyp (0-730 meter fra Hurumlandet) og med tverrsnittsarealet 1343 m<sup>2</sup>. Dagens situasjon. Scenarie1.

Dyp	Bredde (meter)
0	730
1	695
2	645
3	235
4	17
5	15
6	13
7	7
8	0

**Tabell 2.** Drøbacterskelens bredde i ulike dyp fra Småskjær og mot Drøbaksgrunnen (vestre løp, 750 – 1000 meter fra Hurumlandet). Tverrsnittsarea 2548 m<sup>2</sup>. Dagens situasjon. Scenarie 1.

Dyp (m)	Bredde (m)
0	240
6	205
10	175
12	110
14	25
16	5
17	0

**Tabell 3.** Drøbacterskelens bredde i ulike dyp 1000 – 1550 m fra Hurumlandet (vestre løp + deler av østre løp). Effektiv bredde = 0.8 \* bredde. Geometrisk tverrsnittsarea = 80480 m<sup>2</sup>, Effektiv tverrsnittsarea = 6438 m<sup>2</sup>. Dagens situasjon Scenarie 1.

Dyp (m)	Bredde (m)	Effektiv bredde (m)
0	550	440
6	550	440
10	440	352
12	390	312
14	330	264
17	240	192
19	75	60
20	20	16



**Tabell 4.** Drøbacterskelens bredde i ulike dyp fra 1550 meter fra Hurumlandet – land (østsiden av østre løp). Tverrsnittsarea = 609 m<sup>2</sup>. Dagens situasjon. Scenarie1.

Dyp (m)	Bredde (m)
0	85
6	50
10	30
12	7
14	0

De planlagte utgravningene i hovedleden vil øke tverrsnittsarean (Scenarie 2). Det er bare på i vestre løp det blir forandringer ( **Tabell 5 - Tabell 6**). Den totale beregnede nye tverrsnittsarean vil øke fra 10938 til 11277 m<sup>2</sup>. Økningen er på 338 m<sup>2</sup> eller 3.1%.

**Tabell 5.** Drøbacterskelens bredde i ulike dyp (750-1000 meter fra Hurumlandet). Scenarie 2. Tverrsnittsarea = 2542 m<sup>2</sup>.

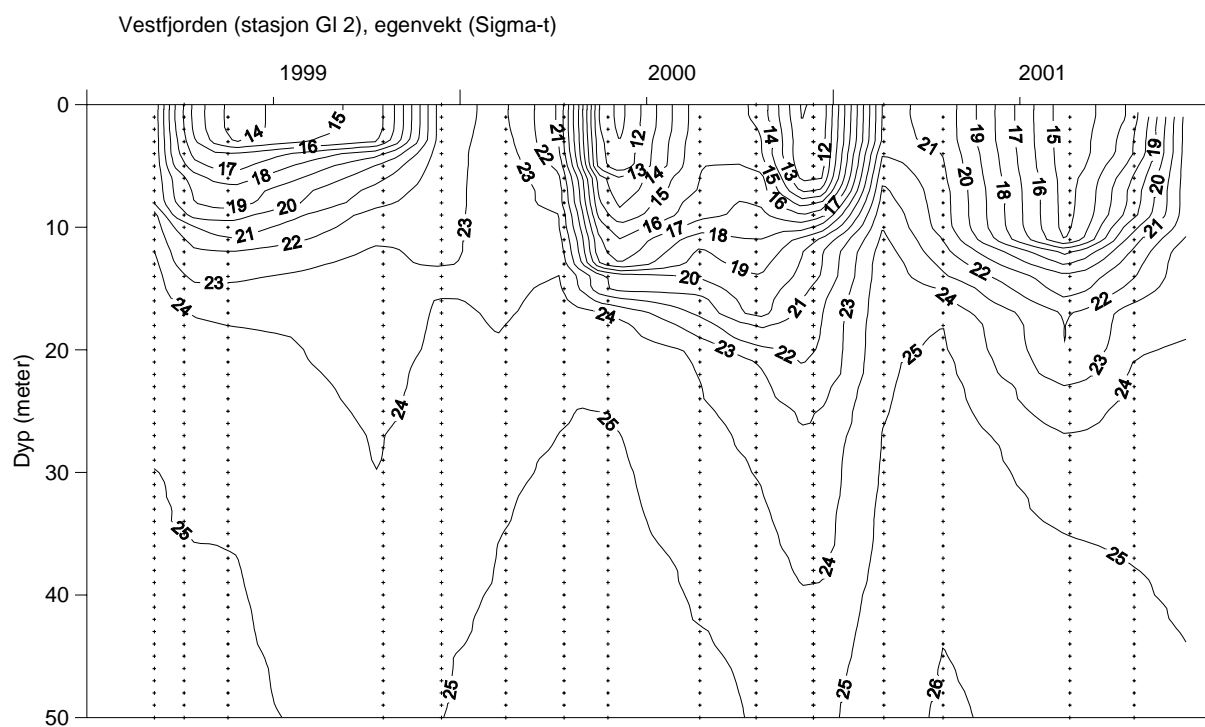
Dyp (m)	Bredde (m)
0	240
6	205
10	175
12	110
14	50
16	5
17	0

**Tabell 6.** Drøbacterskelens bredde i ulike dyp (1000 –1550 meter fra Hurumlandet). Scenarie 2. Ny effektiv tverrsnittsarea = 6692 m<sup>2</sup>. (Geometrisk tverrsnittsarea = 8365 m<sup>2</sup>).

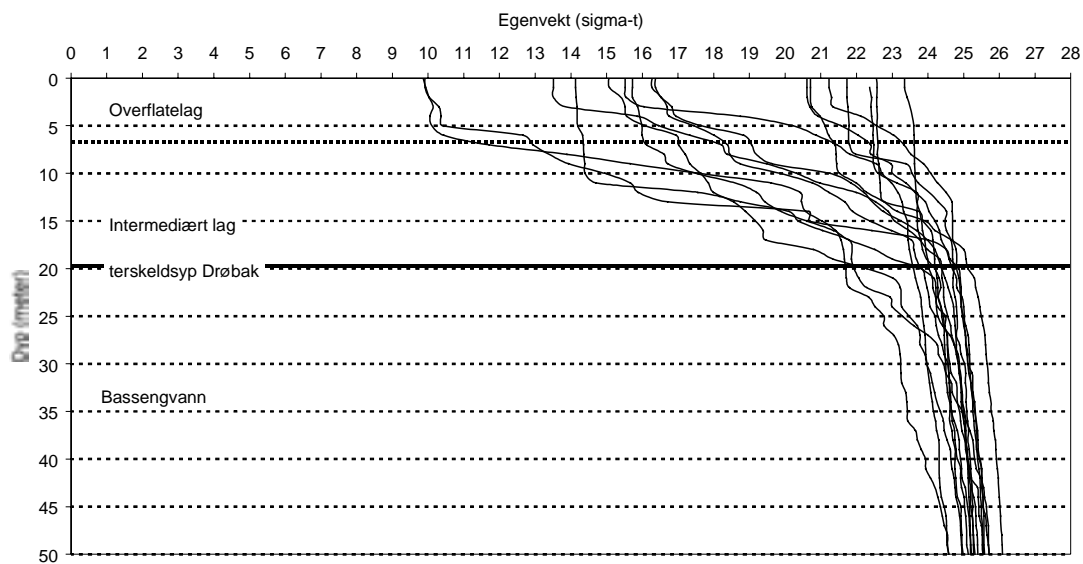
Dyp (m)	Bredde (m)	Effektiv bredde (m)
0	550	440
6	550	440
10	460	368
12	425	430
14	405	324
17	240	192
19	75	60
20	20	16

### 2.1.2 Beregninger.

Variasjonen i Vestfjordens sjiktning er vist i **Figur 8** og **Figur 9**. De fleste profiler viser en klar sjiktning i området, med et mer eller mindre velutviklet overflatelag som varierer i tykkelse mellom 3 til ca. 8 meters dyp. Mellom overflatelaget og terskeldyp ligger intermediære laget. Noen observasjoner viser ikke noen lagdeling. De er vinterstid fra f.eks. desember eller februar og sannsynlig i et tidsrom med dypvannsfornyelser.



**Figur 8.** Egenvekten (Sigma-t) i Vestfjorden (GI 2) 1999-2001.



**Figur 9.** Egenvekten (Sigma-t) fra forskjellige årstider i 1999-2001 (samme data som i figur 6).

### 2.1.3 Scenarie 1.

Vannets oppholdstid i fjordens ulike sjikt er avgjørende for vannkvaliteten. Økt vannutskiftning gir lavere oppholdstid og forbedret vannkvalitet og omvendt.

De gjennomførte beregningene baserer seg på publiserte modeller presentert i Stigebrandt (2001). Fjordmodellen FjordEnv, som beregner vannomsetningen og vannkvalitet i fjorder, har blitt brukt. Beregningsgrunnlaget er presentert i vedlegg A og B.

Sjiktningens variasjon gjennom året er vist i **Figur 8** og **Figur 9**. Den midlere egenvekten varierer kraftig i løpet av året, men er typisk  $4 - 5 \text{ kg/m}^3$  lavere over terskeldyp enn i bassengvannet. I beregningene av energioverføringen fra tidevann til internt tidevann ved Drøbacterskelen er en forskjell på  $4 \text{ kg/m}^3$  blitt brukt. Beregninger av endringer av vannomsetningen under terskeldyp som følge av at strømforholdene over terskelen forandres, er ikke spesielt følsomme for hvilket verdi som blir brukt på egenvektsforskjellen.

Vannutskiftningen kan deles opp i intermediær vannutskiftning, tidevannsdreven vannutskiftning og ferskvannsdreven vannutskiftning med vindomblandning i overflatelaget (estuarin sirkulasjon). Den intermediære vannutskiftningen drives av egenvektsvariasjoner i Skagerrak/ytre Oslofjord. Variasjonene sprer seg inn i fjorden og disse driver strømmen av vann over Drøbacterskelen. For beregningene er det brukt en integrert variabilitet i egenvekten ned til terskeldyp på  $35 \text{ kg/m}^2$ , hvilket er lik observert variabilitet i nordøstre Skagerrak. Den intermediære vannutskiftningen over Drøbacterskelen blir da  $1453 \text{ m}^3/\text{s}$  (**Tabell 7**). Vannutskiftningen som drives av det halvdaglige tidevannet er beregnet til  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ . Det er antatt en middelamplitud på  $0.15 \text{ m}$  og en effektiv utskiftning på  $80 \%$ . Dette betyr at ca.  $20 \%$  av det utgående tidevannet vender tilbake inn fjorden på stigende vannstand. Det er ikke sikkert at tidevannet i indre Oslofjord har denne effektivitet, men faktoren er ikke avgjørende i denne sammenhengen, dvs for de planlagte endringene i terskelens geometri (scenarie 2). Den estuarine sirkulasjonen er ikke tatt med i beregningene da den er liten i forhold til de andre transportene. Gade (1967) har beregnet transporten med Knudsens relasjoner til mellom  $50 - 200 \text{ m}^3/\text{s}$  i overflatelaget og mellom  $20 - 260 \text{ m}^3/\text{s}$  i reaksjonstrømmen.

Energien som blir brukt til vertikal blanding i Vestfjordens dypvann er ca.  $0.275 \text{ mW/m}^2$ . Størsteparten,  $0.244 \text{ mW/m}^2$ , kommer fra indre bølger som genereres av tidevannet ved Drøbacterskelen, mens vinden over fjorden er beregnet til å bidra med  $0.029 \text{ mW/m}^2$  og båttrafikken med omtrent like mye (propelleffekt - ikke medtatt i beregningene). Indre bølger fra terskelen til Bunnefjorden bidrar bare med  $0.002 \text{ mW/m}^2$ . Den beregnede oppholdstiden for dypvannet i Vestfjorden er ca. 12 måneder. Transportkapasiteten for dypvannsfornyelsen kan beskrives gjennom tiden det tar å fylle bassenget med nytt vann og er beregnet til ca. 1 måned (**Tabell 7**).

Som en første approksimasjon av fordelingen av den totale transporten mellom vestre og østre løp av Drøbaksundet antar vi at den er i proporsjon til tverrsnittsareane. Ca.  $12 \%$  av transporten går i området i vest mellom Hurumlandet og 750 meter fra Hurumlandet, mens  $88 \%$  går gjennom resten av sundet. Dette kan undersøkes mer i detalj men er ikke nødvendig for de preliminære beregninger i scenarie 3.

**Tabell 7.** Vannutskiftning over terskeldyp og fyllingstid, arbeidet mot oppdriftskrefter samt tidsskala for vannutskiftning av bassengvann for scenarie 1 og 2. Endringer er positive (negative) om de tenderer å medføre forbedret (forverret) vannkvalitet.

	Scenarie 1	Scenarie 2	Endring
Intermediær utskiftning (m <sup>3</sup> /s)	1453	1473	+1.4 %
Tidevannsutveksling	1000	1000	0
Fyllingstid for dypvann (døgn)	28.88	28.60	+1. %
Arbeide mot oppdriftskrefter (mW/m <sup>2</sup> )	0.275	0.269	-2.2 %
Tidsskala for vannutskiftning (måneder)	12.62	12.93	-2.3 %

### 2.1.4 Scenarie 2.

Den planlagte utgravingen av hovedløpet øker den for strømmen tilgjengelige effektive tverrsnittsflaten i Drøbaksundet fra 10938 m<sup>2</sup> til 11242 m<sup>2</sup>, dvs. en økning på 304 m<sup>2</sup> eller 2.8 % (**Tabell 5** og **Tabell 6**). Økningen ligger i dypintervallet 6-14 meters dyp. Terskeldypet endres ikke.

I sjiktet over terskeldyp øker vannutskiftningen noe gjennom at den intermediære sirkulasjonen øker med ca. 1.4 % (se også **Tabell 7**). Dette skyldes økningen av tverrsnittsarealet. Den tidevannsdrevne sirkulasjonen påvirkes ikke av tverrsnittsarealets endring. Vannutskiftningen over terskeldyp bør derfor øke med ca. 1 % som følge av økt tverrsnittsareal. Den estuarine sirkulasjonen påvirkes ikke, ettersom den oftest skjer i et dypintervall hvor det ikke blir noen endring i bredden på det dyp som normalt påvirkes av lokal ferskvannstilførsel.

Energioverføringen til indre tidevann svekkes med ca. 2.2 %, da tidevannshastigheten avtar noe som følge av større tverrsnittsarealet. Blandingen i dypvannet i Vestfjorden blir derfor noe svakere. Hastigheten på egenvektsreduksjonen avtar noe og den forventede oppholdstiden øker med ca. 2.3 %. Dette er gjennomsnittstall og i år med mindre gunstige forhold for dypvannsfornyelse (laver egenvekt på vannet utenfor terskelen som skal danne nytt dypvann i Vestfjorden) kan dette føre til dårlige vannutskiftning. Økt tverrsnittsareal vil dog øke transportkapasiteten for dypvannsfornyelse og vanntransporten vil bli noe større (ca. 1%), sammenlignet med dagens situasjon. Utskiftningen skulle således gå noe fortere. Den endelige effekten etter utgravingen bør dog bli en noe dårligere utskiftning av dypvann i Vestfjorden.

### 2.1.5 Scenarie 3 ("null-løsning")

Den foreslåtte utgravingen (scenarie 2) fører til en noe dårligere dypvannsfornyelse i Vestfjorden enn i dag. Dette kan motvirkes gjennom kompensierende utfyllinger i sundet slik at effektiv tverrsnittsareal blir den samme som i dag (null-løsning).

En sann null-løsning skulle bety at en på hvert nivå fyller ut med like mye som man fjerner, slik at den effektive bredden på alle dyp blir lik dagens. Imidlertid er det ikke innlysende på hvilken måte en utfylling vil gjøre best nytte. Den grunne vestre delen (jeteen) bidrar ikke til generering av indre bølger. En utfylling her ville tvinge mer vann gjennom hovedløpet og derved gi økt blanding og bedre dypvannsfornyelse (vannkvalitet) i Vestfjordens dypvann.

Eksempelvis vil en lukking (utfylling) av hele området mellom Hurumlandet og Småskjær (0-750 meter fra Hurumlandet) forbedre dypvannsutskiftningen vesentlig, sammenlignet med scenarie 2.

Energien for omblending vil øke med 12 % og oppholdstiden for dypvannet vil også avta med 12 %. Transportkapasiteten ved dypvannsfornyelser vil avta med ca. 5 % og den intermediære sirkulasjonen avta noe, slik at oppholdstiden for vannet over terskeldyp øker med ca 4 %. Den estuarine sirkulasjonen vil bli påvirket ved at overflatelaget (brakkvannslaget) blir noe dypere og får noe lavere saltholdighet. Totalt vil en utfylling av hele jete-området gi klart bedre forhold i Vestfjordens dypvann, mens forholdene over terskeldyp vil bli noe dårligere.

En mer nærliggende løsning er å fylle jete-området med omtrent like mye som blir fjernet i hovedløpet., dvs. ca. 304 m<sup>2</sup>. Dette gir en minskning av dagens tvernsnittsarea fra 1343 til ca. 1040 m<sup>2</sup>. Løsningen vil gi en omfordeling av transporten fra vest til øst og derved gi marginalt høyere strømhastigheter i østre delen sammenlignet med dagens forhold. Den intermediære sirkulasjonen blir tilnærmet upåvirket, mens den estuarine sirkulasjonen vil bli noe forandret, avhengig av hvordan utfyllingen gjennomføres. Totalt ville denne løsningen kunne gi noe forbedret vannutskiftning i dypvannet, mens forholdene i vannet over terskeldyp ikke skulle påvirkes stort. Fyllingen skulle kunne utføres opp mot havoverflaten mellom 250 til 410 meter fra Hurumlandet og gi en naturlig trafikkseparasjon for småbåttrafikk (se neste kapittel).

#### **2.1.6 Scenarie 4 - åpning en del av jeteen for småbåttrafikk.**

Dersom en vil grave en kanal gjennom jeteen for småbåter bør en også gjøre tiltak for å beholde det sammenlagte tvernsnittsarealet mellom Hurumlandet og Småskjær til ca. 1040 m<sup>2</sup> som i dag. Dette kan gjennomføres ved å fylle ut på andre steder på jeteen slik at arealet ikke forandres. Det bør unngås å gjennomføre slike fyllinger langs land, hvor det kan gi dårligere lokal vannutskiftning, men isteden bygge en liten kunstig øy mitt i seksjonen, som tidligere foreslått.

Imidlertid er det i denne rapport ikke tatt hensyn til lokale forandringer i overflatestrømmen som kan forårsakes av en åpning i jeteen og en kunstig øy. Det kan bli et forandret strømmønster, som ikke bør ha noen betydning for dypvannsfornyelsen i Vestfjorden, men som kan ha betydning for bruken og trafikken i området. Slike forandringer kan simuleres med matematiske modeller som idag finnes for indre Oslofjord og Drøbaksområdet. En slik studie anbefales å taes opp til ny vurdering hvis en åpning eller oppfylling blir aktuell. Imidlertid gjelder dette bare hvis hele kompensasjonen for sundet blir lagt på toppen av jeteen. Hvis en løsning med bare kompensasjon for selve kanalen for småbåter (ca. 50 meter bred og 4 meter dyp) legges på toppen av jeteen er det ikke nødvendig med en slik simulering grunnet usikkerheten i modellresultater ved så små forandringer.

#### **2.1.7 Implikasjoner på de praktiske løsninger ut fra observerte biologiske forhold i området.**

Det er foretatt en biologisk undersøkelse av deler av terskelområdet (Waldy, 2002). Her ble det brukt en ROV med kamera for dokumentasjonen. Rapporten konkluderer med at på vestsiden av Drøbakgrunnen var det svært lite flora og fauna, særlig på dyp større enn 10 meter. Øvrige deler av grunnen var det frodige organismsamfunn.

Ved valg av en nullløsning for utgravingen i selve hovedsundet mellom Småskjær og østsiden (Drøbaksiden) bør en unngå å bruke østsiden av Drøbaksgrunnen for kompensasjonsfylling og i stedet vurdere området øst Småskjær.

### 3. Litteratur

Gade,H.G., 1967. Hydrografi. Oslofjorden og dens forurensningsproblemer, Norsk institutt for vannforskning. Oslofjordprosjektet 1962-65.

Magnusson, Jan., Berge, John Arthur., Bjerkeng, Birger., Bokn, Tor., Gjørøseter, Jakob., Johnsen, Torbjørn., Lømsland, Evy. R., Schram, Thomas,A.. og Solli Audne, 2001. Overvåking av forurensnings situasjonen i indre Oslofjord i 2000. Norsk institutt for vannforskning. Rapport nr. 4387.

Stigebrandt, A., 1976: Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord. J. Phys. Oceanogr., 6, 486-495.

Stigebrandt, A, 2001. FjordEnv – a water quality model for fjords and other inshore waters. Inst. For geovetenskap/Oceanografi. Gøteborgs Univeristet. Rapp. Nr. C40, 41 sid.

Walday, Mats., 2002. Biologiske registreringer på Drøbakgrunnen og jeteen ved hjelp av ROV i forbindelse med en utvidelse av skipsleden over Drøbakerskelen. Norsk institutt for vannforskning Rapport nr. 4499/2002..

## Vedlegg A. Calculations of water exchange.

### Calculations of water exchange

The computations in this report follow the framework described in the report “FjordEnv – a water quality model for fjords and other inshore water”, see Stigebrandt (2001), in the following referred to as FE2001. This Appendix briefly describes the most important physical processes responsible for horizontal and vertical transports in fjords.

Flows through fjord mouths are mainly driven by barotropic and baroclinic longitudinal pressure gradients. The barotropic pressure gradient, constant from sea surface to seabed, is due to differing sea levels in the fjord and the coastal area. Baroclinic pressure gradients arise when the vertical density distributions in the fjord and in the coastal area differ. The baroclinic pressure gradient varies with depth. Different types of flow resistance and mechanisms of hydraulic control may modify flow through a fjord mouth.

### Estuarine circulation

The surface layer in a fjord receives freshwater, mostly by run-off from land, and seawater from below by wind-driven entrainment. It loses water by outflow through the fjord mouth. A model of the surface layer should account for these fluxes. If barotropic tidal velocities are relatively small, the baroclinic flow in the mouth attains the phase speed of internal waves (critical flow) (Stommel and Farmer, 1953). For the model, one needs to apply the condition of critical flow in the mouth and use an appropriate parameterisation of the entrainment of seawater into the surface water. One also has to compute the thinning of the surface layer from the fjord interior to the critical section due to acceleration.

For stationary conditions, conservation of volume gives

$$Q_1 = Q_f + Q_2 \quad (1)$$

Here  $Q_{1(2)}$  is outflow (inflow) through the mouth and  $Q_f$  is the freshwater supply.

Conservation of salt gives

$$Q_1 S_1 = Q_2 S_2 \quad (2)$$

Here  $S_{1(2)}$  is the salinity of the surface layer (seawater).

Fjords are often so strongly salt-stratified that the contribution by vertically varying heat content to the stratification may be disregarded. The following equation of state for brackish water may then be used

$$\rho = \rho_f (1 + \beta S) \quad (3)$$

Here  $\rho_f$  is the density of freshwater,  $\beta$  the salt contraction coefficient ( $\approx 0.0008 \text{ } \%^{-1}$ ) and  $S$  salinity ( $\text{‰}$ ).

If one assumes that the lower layer is thick and moves with low velocity, the critical condition in the mouth can be simplified, see Eq. (4.5) in FE2001. With this assumption, one may obtain the following analytical solution for the steady state thickness and salinity of the surface layer of the fjord (Stigebrandt, 1975, 1981).

$$H_1 = \frac{N}{2Q_f M} + \phi \left( \frac{Q_f^2}{M B_m^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (4)$$

$$S_1 = \frac{S_2 N}{N + 2\phi \left[ Q_f^5 \left( \frac{M}{B_m} \right)^2 \right]^{\frac{1}{3}}} \quad (5)$$

Here  $A_f$  is the surface area of the fjord,  $B_m$  the width of the mouth,  $W$  the mean wind speed,  $M = g\beta S_2$ ,  $g$  the acceleration of gravity and  $N = C_e W^3 A_f$  where  $C_e = 2.5 \cdot 10^{-9}$  is an empirical constant containing, among others, the drag coefficient for air flow over the sea surface. The thickness of the surface layer decreases during acceleration towards the critical section in the mouth.  $\phi$  is the ratio between the thickness' of the surface layer in the fjord and in the mouth, respectively. Theoretically, the value of  $\phi$  is expected to be in the range 1.5-1.75.

Observations in fjords give  $\phi$ -values in the range 1.5-3, see Stigebrandt and Molvær (1996). For the computations in this report we put  $\phi = 1.8$  and  $S_2 = 25$ .

Eqs. (1) and (2), often called Knudsen's relationships, can be combined to get the following expressions for the components of the estuarine circulation

$$Q_1 = \frac{Q_f S_2}{S_2 - S_1} \quad (6)$$

$$Q_2 = \frac{Q_f S_1}{S_2 - S_1} \quad (7)$$

The latter equation gives the estuarine circulation ( $Q_e = Q_2$ ) when  $S_1$  has been computed from Eq. (5).



### Intermediary circulation

A numerical model that computes water exchange between fjords and coastal waters with high temporal and vertical resolution was presented in Stigebrandt (1990). Stigebrandt and Aure (1990) applied this model to a wide spectrum of fjords with the aim to develop an analytical formula for intermediary water exchange  $Q_i$ . The following formula was fitted to the model results

$$Q_i = \gamma \left( g B_m H_t A_f \frac{\Delta M}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

Here  $B_m$  is the width of the mouth,  $H_t$  the sill depth,  $A_f$  the surface area of the fjord. The forcing of the intermediary circulation is given by the standard deviation  $\Delta M$  of the weight  $M$  ( $\text{kg m}^{-2}$ ) of a water column from the mean sea surface down to sill depth.  $\Delta M$  is computed by vertical integration of the standard deviation  $\sigma_\rho(z)$  of observations of the density  $\rho(z)$  where  $z$  is the depth co-ordinate. The value of the empirical, dimensionless, constant  $\gamma$  was estimated to  $17 \cdot 10^{-4}$ . The model for intermediary circulation in Stigebrandt (1990) has been used by a number of authors, see Aure et al. (1997) where also a field program to test Eq. (8) is presented. Stigebrandt and Aure (1990) tabulated  $\Delta M$  for various depths for the locations along the Norwegian coast where Institute of Marine Research, Bergen regularly takes hydrographic measurements. For the computations in this report we used  $\Delta M = 35 \text{ kg m}^{-2}$ .

### Tidal pumping

The offshore tide acts like a pump that during half the tidal cycle sucks water out of an inshore area and during the next half cycle forces about the same amount of water into the area. The mean volume transport  $Q_t$  into and out of an inshore area during a tidal period of length  $T$  is

$$Q_t = 2a_o cc \frac{A_f}{T} \quad (9)$$

Here  $a_o$  is the amplitude in the coastal area and  $cc$  is the so-called choking coefficient defined by  $cc = a_i/a_o$  where  $a_i$  is the mean tidal amplitude in the inshore area. For the computations in this report we used  $a_o = 0.15$  meter and  $cc = 1$ , c.f. Stigebrandt (1999).

Some of the water flowing out of the inshore area during ebb may return during flood and vice versa. The effective water exchange forced by semidiurnal tides should therefore in many cases be less than expected from Eq. (9). One should therefore multiply the right hand side of Eq. (9) by an efficiency factor  $\epsilon$  ( $0 < \epsilon < 1$ ). There is no simple method to compute the magnitude of  $\epsilon$ . It is possible that superposed baroclinic modes of water exchange will increase the efficiency. For the computations in the report  $\epsilon$  was taken equal to 0.8.

## Deepwater circulation

Tides play a major role for mixing in the basin water of fjords was actually first suggested in an investigation in the Oslo fjord by Stigebrandt (1976). Increased tidal velocities across sills usually give increased supply of mixing energy that leads to increased rates of mixing of less dense water into basins. An increased rate of density reduction implies that the basin water will be exchanged more often. This in turn leads to improvement of oxygen conditions.

The mechanisms that transfer tidal energy to mixing processes go via internal tides. Oscillating tidal currents across a sill may generate internal tides in adjacent stratified basins (wave fjord). The energy transfer from barotropic tides at sills to internal tides is calculated according to Eq. (14), see below. The energy transferred to the internal tides is later transferred to turbulence in the basin water.

The total work  $W$  against the buoyancy forces per unit time and unit horizontal surface area in the basin water is given by Eq. (16), c.f. Fig. A1.

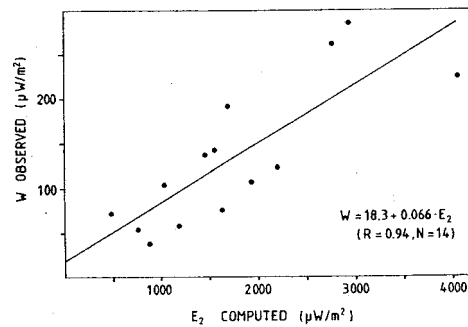


Fig. A1 The relationship between  $W$  and  $E/A_t$  for wave-fjords in Møre and Romsdal. The points are observational data. From Stigebrandt and Aure (1989).

The background mixing  $W_0$  is thought to be due to the wind. The wind conditions vary from fjord to fjord. Stigebrandt and Aure (1989) found that the mean  $W_0$  for the investigated fjords in Møre and Romsdal ( $A_f$  typically  $10 \text{ km}^2$ ) is  $0.02 \text{ mW m}^{-2}$ , cf. Fig. A1. In the much larger Baltic Sea ( $A_f$  about  $10^5 \text{ km}^2$ ) where the wind is stronger than in small protected fjords  $W_0 \approx 0.10 \text{ mW m}^{-2}$ . From these two extremes it is assumed that  $W_0$  ( $\text{mW m}^{-2}$ ) increases with the horizontal surface area of the fjord  $A_f$  ( $\text{km}^2$ ) according to the following expression

$$W_0 = 10^{(0.2 \cdot \log A_f - 2)} \quad (10)$$

In Aure and Stigebrandt (1989) a method was developed to estimate the time lapsed between two consecutive complete exchanges of basin water in fjords. It was demonstrated that the rate of density reduction  $dp/dt$  in basin water is proportional to  $W$ , and the following relationship was suggested

$$\frac{d\rho}{dt} = -\frac{C_W W}{gH_b^2} \quad (11)$$

The empirical constant  $C_W=2.0\pm0.6$ ,  $W$  is obtained from Eq. (16) and  $H_b$  the mean thickness of the basin water. The observational results are shown in Fig. A2.

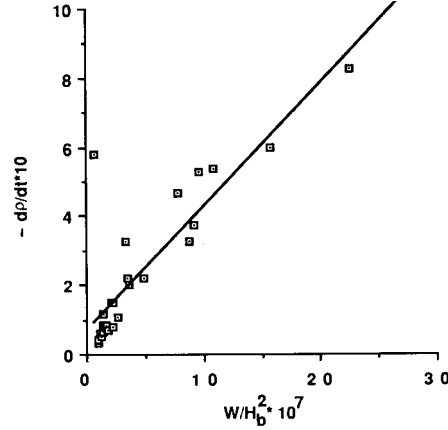


Fig. A2 The rate of density reduction in the basin water of fjords vs the dissipation rate (from Aure and Stigebrandt, 1990).

One may expect that the basin water is completely exchanged during the period  $T_e$  defined by

$$T_e = \frac{R_e}{\frac{d\rho}{dt}} = -\frac{R_e g H_b^2}{C_W} \quad (12)$$

Here  $R_e$  is the mean density reduction in the basin water needed to obtain a complete exchange of basin water. Empirical data from fjords in Møre and Romsdal show that one may expect basin water renewal when the mean density reduction since the last exchange is  $R_e \approx -4/3$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ). It should be pointed out that the water higher up in the basin may be exchanged more often and the effective  $R_e$  -value thus decreases upwards.

In Aure and Stigebrandt (1989) it was argued that the value of  $R_e$  should be a function of the characteristics of the density fluctuations in the coastal water. For instance, if the density variability at sill depth in the coastal water is small, the  $R_e$ -value should also be small and vice versa. It may be assumed that the variability of the density in the coastal water may be characterised by the observed standard deviation. Data from Møre and Romsdal suggest that  $R_e = -1.5 \sigma_p(z=H_t)$ . For given depths, the standard deviation  $\sigma_p$  decreases northwards along the Norwegian coast. In the computations in this report, the value of  $\sigma_p$  was taken equal to 0.9.

Another measure of the transport capacity of a mouth is given by the time it takes to fill the basin of volume  $V_b$  with new water. If the mean rate of water exchange is  $Q$  the exchange requires the time  $T_{\text{fill}}$  to be complete.  $T_{\text{fill}}$  is defined by

$$T_{fill} = \frac{V_b}{Q} \quad (13)$$

The water exchange will be only partial if  $T_{fill}$  is longer than the time during which sufficiently dense water appears above sill level outside the mouth. This kind of fjords will probably have less dense deepwater than adjacent fjords with more open mouths.

## **Vedlegg B. Energy transfer to internal tides**

The energy transfer to internal tides is estimated from the amplitude of the semidiurnal tide ( $M_2 + S_2$ ). The fraction  $1/\phi$  ( $0 < 1/\phi < 1$ ) of the total barotropic to baroclinic energy transfer comes from the semidiurnal tide. For the computations in the report  $\phi$  was taken equal to 1.7 in accordance with the suggestion in Stigebrandt (1976). The energy transfer  $E_2$  to semidiurnal internal tides (frequency  $\omega$ ) is calculated as follows

$$E_2 = \rho \omega^2 a_i^2 \frac{A_f^2}{2A_m} \frac{H_b}{H_b + H_t} c_i \quad (14)$$

Here  $a_i$  is the semidiurnal sea level amplitude in the fjord,  $A_m = B_m H_t$ ,  $\omega$  the frequency and  $c_i$  is the speed of internal waves in the fjord defined by

$$c_i = \sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho_0} \frac{H_t H_b}{H_t + H_b}} \quad (15)$$

Here  $\Delta\rho = \rho_b - \rho_t$  and  $\rho_0$  is a reference density. For the computations in the report we used  $\Delta\rho = 4 \text{ kg m}^{-3}$ .

The total work against the buoyancy forces per unit time and unit horizontal surface area in the basin water is computed from the following equation

$$W = W_0 + \frac{Rf\phi E}{A_t} \quad (16)$$

Here  $W_0$  is the so-called background work performed by non-tidal forcing and  $Rf$  is the so-called Richardson flux number, the efficiency of turbulence with respect to mixing.  $E$  is computed from Eq. (14). For the computations in the report we used  $Rf = 0.06$  as suggested by the investigation by Stigebrandt and Aure (1989) and the amplitude of the semidiurnal tide  $a_i = 0.15 \text{ m}$ .

### **Uncertainties in the computations**

To estimate the effects of changing the topography of the Drøbak Sill, we have computed the different transports according to the formulas given here. The calculated absolute values are

not used to draw any conclusions, only the differences in various transports between the scenarios. The relative differences (i.e. changes in per cent) should be rather accurate. Greatest uncertainty of our estimates in the report is connected to the estimated topographic change due to the dredging. We operate in the report with greater changes than those given by the engineering company. Our greater numbers may be due to the coarser resolution we use in describing the topography of the Sill. If the numbers from the engineering company are correct, our computations exaggerate the effects of dredging (scenario 2).

## References

- Aure, J., Molvær, J. and Stigebrandt, A., 1997: Observations of inshore water exchange forced by a fluctuating offshore density field. *Marine Pollution Bulletin*, 33, 112-119.
- Aure, J. & Stigebrandt, A., 1989: Aquaculture and fjords - an analysis of consequences. ReportNo. FO8803, Inst. Mar. Res., Bergen. 106 pp + Appendix 10 pp. (in Norwegian)
- Stigebrandt, A., 1975: Stationary two-layer circulation in estuaries. *River and Harbour Lab., SINTEF, Trondheim. Rep. No. STF60 A75120*. 68 pp. (In Swedish)
- Stigebrandt, A., 1976: Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 486-495.
- Stigebrandt, A., 1981: A mechanism governing the estuarine circulation in deep, strongly stratified fjords. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 13, 197-211.
- Stigebrandt, A., 1990: On the response of the horizontal mean vertical density distribution in a fjord to low-frequency density fluctuations in the coastal water. *Tellus*, 42A, 605-614.
- Stigebrandt, A., 1999: Resistance to barotropic tidal flow in straits by baroclinic wave drag. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 191-197.
- Stigebrandt, A., 2001: FjordEnv – a water quality model for fjords and other inshore waters. Dept. of Oceanography, Göteborg University, Earth Sciences Centre, Rep. C40, 41 pp.
- Stigebrandt, A. & Aure, J., 1989: Vertical mixing in the basin waters of fjords. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 917-926.
- Stigebrandt, A. & Aure, J., 1990: The importance of external driving forces for the water exchange in the fjords from Skagerrak to Finnmark. Rep. No. FO9003, Inst. Mar. Res., Bergen, 29 pp (in Norwegian).
- Stigebrandt, A. and Molvær, J., 1996: Evidence for hydraulically controlled outflow of brackishwater from Holandsfjord, Norway. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 257-266.
- Stommel, H. and Farmer, H.G., 1953: Control of salinity in an estuary by a transition. *J. Mar. Res.*, 12, 13-20.